

ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ МАГНЕЗИТОВОГО МЕТАСОМАТОЗА НА САТКИНСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ЮЖНО-УРАЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИИ (ТЕРМОКРИОМЕТРИЯ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ)

© 2012 г. М. Т. Крупенин*, А. А. Гараева*, Ю. И. Клюкин*,
Ш. К. Балтыбаев**, А. Б. Кузнецов**

**Институт геологии и геохимии УрО РАН
620075, г. Екатеринбург, Почтовый пер., 7
E-mail: krupenin@igg.uran.ru*

***Институт геологии и геохронологии докембрия РАН
199034, г. Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2*

Поступила в редакцию 22.11.2012 г.

Впервые детально изучены солевой состав и температуры гомогенизации двухфазных флюидных включений в магнезите, доломите и синрудном кварце эталонного Саткинского месторождения кристаллических магнезитов. Установлено, что в магнезитах, околорудных доломитах и околорудном синрудном кварце температуры гомогенизации флюидных включений имеют сходные значения и группируются в интервалах 100–200°C и 300–400°C. Установлена высокая соленость жидкой фазы флюидных включений, соответствующая крепким рассолам. В синрудном кварце впервые для индивидуальных включений совместно изучена степень минерализации и температура гомогенизации. Установлено, что минерализация обусловлена присутствием нескольких солей, включая хлориды натрия, кальция, магния и калия, варьирует в интервале 28–31 мас. % CaCl_2 экв (или 20.1–27.5 мас. % NaCl экв.) для первичных включений во всем интервале температур гомогенизации от 440 до 85°C. Полученные данные согласуются с моделью формирования кристаллических магнезитов из рассолов, вероятно эвапоритовой природы, при гидротермальном метасоматозе в результате нагрева на этапе раннесреднерифейского рифтогенеза (Машакское событие).

Ключевые слова: *флюидные включения, термокриометрия, кварц, кристаллический магнезит, доломит, метасоматоз, рифей, Южный Урал.*

Физико-химические условия формирования месторождений кристаллического магнезита в карбонатных толщах до сих пор недостаточно изучены, несмотря на приуроченность магнезитовых залежей, как правило, к слабометаморфизованным осадочным толщам. Локализация магнезитовых залежей в определенных стратиграфических горизонтах, их пластообразная форма и доскладчатый характер позволяют некоторым исследователям рассматривать седиментогенный способ накопления магнезита в специфических условиях карбонатакопления [7]. В то же время явно эпигенетические контакты залежей с вмещающими доломитовыми толщами указывают на метасоматическое формирование магнезитов [1]. Тем не менее, до сих пор принципиальные вопросы об условиях проявления магнезитового метасоматоза, источниках магния и рудных растворов, температурах и давлении в процессе кристаллизации магнезита требуют доказательства. Для кристаллических магнезитов (*spargu magnesite*) различных провинций (средний палеозой Центральной Европы, верхний протерозой северо-восточной Индии, северо-восточного Китая, южной Австралии, западного склона Южного Урала, Енисейского кряжа и других провинций)

свойственны аналогичные геологические признаки локализации магнезитового оруденения, а также сходство их минералогических и технологических характеристик [7, 8, 46]. Это позволяет предполагать сходные термобарические и геохимические условия формирования месторождений данного типа. Изучение этих условий представляет собой определенную проблему, поскольку, как правило, месторождения кристаллического магнезита подверглись вторичным изменениям последующими геотектоническими событиями, сопровождающимися внедрением магматических образований и наложенной гидротермальной деятельности. В то же время, низкотемпературные условия рудного метасоматоза, вероятно, не способствовали образованию минеральных парагенезисов в карбонатных вмещающих толщах, которые были бы пригодны для термобарометрических реконструкций. В этом случае, определенное значение может иметь изучение флюидных включений в магнезитах и околорудных сингенетичных минералах. Нами такое изучение начато в эталонных для России магнезитовых месторождениях Южно-Уральской провинции, приуроченной к стратотипическому рифейскому разрезу. Наиболее изученным в провинции является

ся Саткинское рудное поле, являющееся базой для производства до 90% периклаза России ("Комбинат Магнезит" в г. Сатка).

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ САТКИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Саткинское рудное поле расположено в северной части Башкирского мегантиклинория (рис. 1). Последний является крупной структурой второго порядка на западном склоне Южного Урала, представляющей собой фрагмент восточной части Русской платформы, вовлеченный в Уральское складчатое сооружение в палеозое. Башкирский мегантиклинорий является типовой местностью для верхнедокембрийских (рифейских) отложений России, общей мощностью около 15 км [27]. Рифейские отложения образуют три серии, имеющие закономерное строение: в нижней части преобладают терригенные грубообломочные породы (в разрезах нижнего и среднего рифея присутствуют и вул-

каны), в верхней – карбонатно-сланцевые толщи. В структуре Башкирского мегантиклинория рудное поле расположено в западной зоне, где отложения преобразованы на уровне глубинного катагенеза, в 20 км западнее Зюраткульского надвига, разделяющего западную и восточную зоны. Этот надвиг трассирован интрузиями: габброидами стратифицированного Кусинско-Копанского комплекса и ассоциированными с ними гранитоидами Рябиновского и Губенского массивов. Восточнее надвига отложения преобразованы на уровне начальной стадии зеленосланцевого метаморфизма и представлены карбонатно-сланцевыми толщами нижнего рифея, а также метабазами и метапелитами машакской свиты среднего рифея, комагматичными вышеуказанным интрузивам.

Саткинское рудное поле приурочено к верхней части саткинской свиты нижнего рифея, имеющей общую мощность до 3 км и представленную преимущественно доломитами. Магнетитовые залежи локализованы в нижней части карагайской пач-

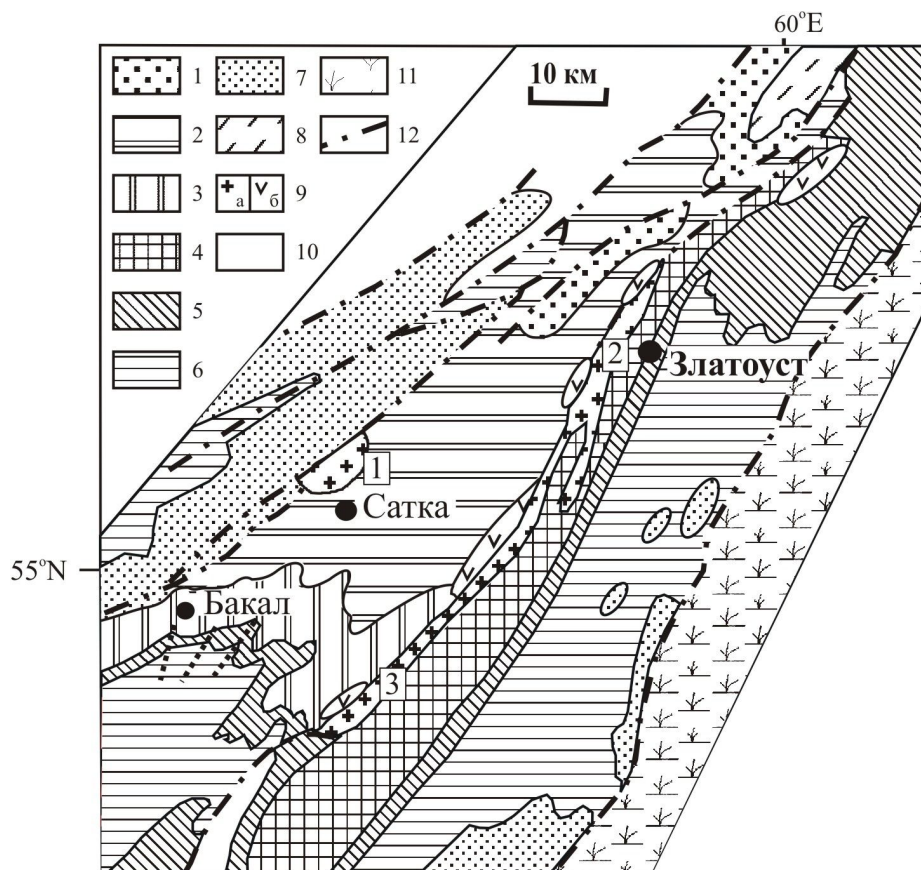


Рис. 1. Схематическая геологическая карта северной части Башкирского мегантиклинория (по И.Д. Соболеву, 1971, с упрощениями).

1–3 – свиты нижнего рифея: 1 – айская, 2 – саткинская, 3 – бакальская; 4–6 – свиты среднего рифея: 4 – машакская, 5 – зигальгинская, 6 – игазино-комаровская + авзянская; 7 – свиты верхнего рифея; 8 – тараташский метаморфический комплекс (AR-PR₁); 9 – рифтогенные гранитоиды (а), габброиды (б); 10 – платформенные отложения западного склона Урала (Pz); 11 – вулканогенно-терригенные формации зоны Главного Уральского разлома с телами гранитоидов и гипербазитов (Pz); 12 – основные надвиги. Номерами в прямоугольниках обозначены рифтогенные гранитоидные массивы: 1 – Бердяушский, 2 – Рябиновский, 3 – Губенский.

ки мощностью до 700 м, сложенной в основном брекчиевидными доломитами, а также слоистыми серыми доломитами. Ниже залегают тонкослоистые темно-серые доломиты, выше – тонкослоистые светло-серые криптозернистые известняки казымовской пачки. В последних определен возраст 1550 ± 30 млн. лет **Pb-Pb методом** [26]. В структурном плане рудное поле расположено в западном крыле Саткинской синклинали, полого погружающейся к юго-западу. Рудные тела имеют пластообразную с тупыми выклиниваниями форму, протяженностью до 1–3 км и мощностью до 20–40 м и падают на юго-восток под углом около 30° [2]. Магнезит имеет типичное для данного генетического типа крупнокристаллическое сложение, размер вытянутых (стрельчатых) кристаллов от 1–2 до 100–150 мм, средний – 10–20 мм. Рудное поле прорвано роем послерудных базитовых даек и силлов, в северо-западной части магнезиты испытывают контактное воздействие гранитов рапакиви Бердяушского массива. Все магматические породы в рудном поле комагматичны машакским вулканитам с возрастом 1350–1380 млн. лет [32, 33]. Возраст магнезита составляет 1380 ± 14 млн. лет (Pb-Pb метод [30]).

КРАТКИЙ ОБЗОР ИСТОРИИ ИЗУЧЕНИЯ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В МАГНЕЗИТАХ И ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОДАХ САТКИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Изучение термокриометрии флюидных включений в разнотипных породах Саткинского рудного поля позволяет дать дополнительную информацию о составе растворов, из которых кристаллизовались карбонатные минералы. Ранее делались попытки исследования состава и температуры образования флюидных включений в минералах из магнезитовых месторождений Южно-Уральской провинции, в том числе и Саткинского. А.П. Бояркиным были опубликованы противоречивые результаты: им было показано наличие широкого спектра температур гомогенизации включений от 140 до 420°C с преобладанием температур около 300°C [5]. Однако затем было признано, что гомогенизация включений в магнезитах Саткинских месторождений варьирует в пределах $105\text{--}130^\circ\text{C}$, достигая максимальных значений не более 150°C [4]. Указано, что включения в магнезитах преимущественно мелкие, несколько микрон, имеют форму отрицательных кристаллов, отношение жидкость–газ варьируется от 0.65 (газово-жидкие) до 1.0 (жидкие). Отмечено, что включения в кварце чаще двухфазные (газово-жидкие), очертания повторяют негативную форму кристалла, размером в микроны и десятки микрон, коэффициент наполнения варьирует от 0.7 до 1.0. Флюидные включения в кварце и магнезите признаны этим автором первичными. Криометрические исследования А.П. Бояркина [4] показали, что

температуры эвтектики для двухфазных включений составляли $-21\text{--}-22^\circ\text{C}$, а образующиеся в результате плавления кристаллы гексагональной формы соответствовали гидрогалиту. Температура таяния последнего кристалла твердой фазы составила $-15\text{--}-15.5^\circ\text{C}$, что соответствует солёности 18–21% NaCl. Кроме того, было рассчитано очень низкое давление газовой фазы, находящейся в равновесии с раствором, 4–60 бар для температур гомогенизации включений $90\text{--}200^\circ\text{C}$. Данные декрепитации карбонатных пород рифейского стратотипа, в том числе Саткинских месторождений, различными методами приведены Л.В.Анфимовым [1, с. 258]. Он указал, что А.С. Бобоховым (ИГ УНЦ РАН) сделана декрепитация вакуумным методом во вмещающих известняках, доломитах, а также магнезитах и сидеритах рудных полей Сатки и Бакала (4 интервала экстремальных значений температур $130\text{--}180$, $200\text{--}295$, $310\text{--}440$ и $360\text{--}620^\circ\text{C}$). Декрепитация барофоническим методом Б.Р. Шпунтом (ЯкФ РАН) была выполнена только в магнезитах и сидеритах рудных полей Сатки и Бакала (тоже 4 температурных интервала вскрытия микровключений: $110\text{--}180$, $220\text{--}280$, $310\text{--}380$ и $410\text{--}480^\circ\text{C}$).

Определяющее значение для установления природы магнезиальных растворов при формировании месторождений кристаллического магнезита имели ранее выполненные исследования водных вытяжек из включений с применением прецизионной хроматографии на основе изучения Cl-Br-Na систематики (crush-leach analysis, [36]). Этими исследованиями была установлена эвапоритовая природа флюида, участвовавшего в магнезиальном метасоматозе [22, 23].

Хроматографическое определение индикаторных катионов и анионов флюидных включений было выполнено в карбонатных породах и магнезитах Южно-Уральской магнезитовой провинции на жидкостном хроматографе Dionex System 1050 (Горный университет Леобена, Австрия). Изучение показало, что в координатах молярных концентраций Na/Br-Cl/Br магнезиты и околорудные доломиты легли на линию эвапоритового тренда, в то время как известняки из вмещающих толщ расположились в области значений, характерных для морской воды [22, 23]. Данный метод незаменим в случае преобладания мельчайших, менее 5 мкм включений, которые невозможно изучать оптически, представляет собой, по сути, водную вытяжку из включений, разрушаемых при истирании образца. Исследования выполнены для Саткинского и Бакальского рудных полей, а также для магнезитовых месторождений в отложениях нижнего рифея (Исмакаевское) и среднего рифея (Семибратское, Катав-Ивановское) Южно-Уральской провинции. Данный метод теоретически основан на свойстве брома линейно накапливаться во время эвапоритового сгущения морской воды, в других условиях он,

как правило, не концентрируется [6, 45]. Бром является устойчивым трассером осадочной природы растворов, поскольку практически не вступает в реакции с другими элементами во время постдиagenетических преобразований осадочных пород. Таким образом, установлено, что магнезиты Южно-Уральской провинции сформированы из рассолов, вероятно имеющих эвапоритовое происхождение.

МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Изучение флюидных включений проводилось комплексно и состояло из нескольких этапов. Базой послужили ранее выполненные разными авторами исследования декрепитации и гомогенизации, а также криометрии флюидных включений в магнезитах и сидеритах и вмещающих карбонатных породах рифейского разреза Башкирского мегантиклинория [1, 4, 5].

В сложно минерализованных системах, подобных рассматриваемой, при выявлении типа растворенного компонента важную роль играет температура эвтектики (T_e) вещества включения, которая имеет одно определенное значение для каждого раствора электролита. Однако сложность типизации двухкомпонентных включений (вода–соль) заключается в трудности учета очень небольших содержаний различных солей, которые могут изменить температуру эвтектики рассола в ту или иную сторону. На практике это приводит к потере точности результатов, если при этом не используются дополнительные данные о системе. Такими данными могут быть локальные вскрытия включений и исследование сухого остатка, в определенных случаях – метод водной вытяжки и т.п.

В рамках настоящего исследования в ИГГД РАН было выполнено пилотное изучение термодетериметрии флюидных включений в магнезите, околорудном крупнокристаллическом доломите и кварце. Изучение оптически видимых флюидных включений размером более 5–10 мкм осуществляется в термо- и криокамерах. В нашей работе большая часть флюидных включений исследовалась на совмещенной термодетериметре с диапазоном температур от –180 до +1200°C оригинальной конструкции. Криометрическая часть установки откалибрована с точностью не выше 0.2°C для диапазона температур от –70 до +32°C и 0.5°C – за пределами этой области. Точки плавления CO_2 (–56.6°C) и H_2O (0°C) откалиброваны с погрешностью не более 0.1°C. При калибровке криокамеры использовались следующие соединения: бромформ, четыреххлористый углерод, толуол, этиловый спирт, а также CO_2 и H_2O . Термодетериметр была установлена на микроскопе Amplival. В качестве измерительной аппаратуры использовались цифровой отечественный вольтамперметр Ц-1518, цифровой вольтамперметр немецкого производства

GTD и цифровой измеритель ТРМ1. В качестве охладителя камеры использовался жидкий азот, а нагревателем в совмещенной камере – специальный высокотемпературный сплав.

Для термодетериметрического анализа использовалась термокамера (диапазон 0–1600°C) фирмы Leitz, установленная на микроскопе Orthoplan-Pal, а также термодетериметрическая часть совмещенной термодетериметрической камеры (диапазон до +1200°C) о которой упоминалось выше. Оптические части термодетериметров были защищены постоянным водотоком в специальных системах теплоотводов. Предварительное оптическое изучение флюидных включений проводилось в пластинках с двусторонней полировкой на микроскопе Orthoplan-Pal. Для сохранности включений сначала была выполнена криометрия, с целью выявления степени, типа минерализации жидкой составляющей и ее состава. Затем включения подвергались термодетериметрии для оценки общей и частичной гомогенизации включений. Расчет давления флюидной фазы производился по стандартной методике углекислотной геобарометрии с использованием PVT -свойств CO_2 [34, 41].

Измеренные температуры гомогенизации в магнезите, околорудном крупнокристаллическом доломите и кварце оказались близкими и выявили два пика со средними значениями около 150°C и 300°C. Было установлено наличие как первичных рассольных, так и вторичных слабо минерализованных включений. Наконец, в ИГГ УрО РАН детальному изучению были подвергнуты три образца кварца (полированные с двух сторон пластинки) из секреторных выделений в доломитовых брекчиях на термодетериметре Linkam THMSC-600 установленном на микроскопе Zeiss Axiolab с дальноточными объективами Olympus LMPLFLN50x, LMPLFLN100x. Методика позволяет получить результаты измерения температур фазовых переходов внутри включений в диапазоне температур от –196 до +600°C. Для включений в синрудном кварце впервые изучены совместно соленость и гомогенизация в каждом включении.

Состав включений и концентрация солей в жидкой фазе оценивались в ходе нагрева предварительно охлажденного образца при температурах ниже 0°C. В процессе нагрева по началу плавления льда (температура эвтектики T_e) качественно определялся солевой состав включений [3]. Концентрация солей во включениях оценивалась по температуре плавления (T_{mi}) последней льдинки для солевой системы CaCl_2 [9]. Соленость жидкой фазы рассчитана на CaCl_2 , поскольку температура плавления льда в большинстве случаев оказалась ниже эвтектической точки NaCl (–21.2°C). Для подтверждения высокой солености флюидной фазы включений применена рамановская спектроскопия. Анализ был выполнен на установке Jobin Yvon Labram Raman с конфокальной оптикой и 514 нм аргонным лазером

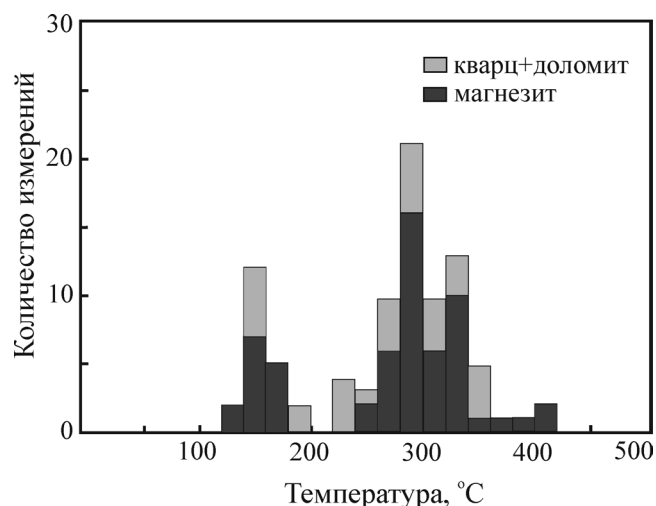


Рис. 2. Температуры гомогенизации двухфазных газовой-жидких включений в магнезите, крупнокристаллическом доломите и синрудном кварце из карагайской пачки саткинской свиты (Карагайский карьер).

мощностью 100 мВт в лаборатории исследования флюида политехнического института и университета штата Вирджиния, (Блэксбург, США).

РЕЗУЛЬТАТЫ ТЕРМОКРИОМЕТРИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В МАГНЕЗИТЕ, ОКОЛУРУДНОМ ДОЛОМИТЕ И КВАРЦЕ

В предпринятом нами ранее рекогносцировочном изучении тонкозернистых доломитов карагайского горизонта саткинской свиты нижнего рифея, вмещающих все магнезитовые месторождения Саткинского рудного поля, не было обнаружено включений размером в 5 и более микрон, пригодных для оптического изучения. Поэтому термобарометри-

ческое исследование флюидных включений было выполнено в магнезитах, а также в крупнозернистых генерациях доломита и кварца из околорудных брекчиевидных доломитов [19]. Пространственная близость и сходство изотопно-геохимических характеристик этих генераций с магнезитами предполагает их совместное образование в результате магнезитового метасоматоза [11, 16, 18].

Установлено, что температуры гомогенизации двухфазных ($\Gamma_{H_2O} + Ж_{H_2O}$) включений для магнезитовых руд и гнезд кристаллического доломита с кварцем варьируют в одинаковых пределах от 120°C до 400°C. Компильция измеренных значений показывает, что они образуют два пика со средними значениями около 150°C и 300°C (рис. 2). Это сходство предполагает, что формирование изученных генераций магнезитов, доломитов и кварца происходило при одинаковых термодинамических условиях. Соленость большинства изученных включений в крупнозернистых доломитах и магнезитах относительно высока (>15 мас. % экв. NaCl), хотя встречаются и относительно слабоминерализованные включения с температурами плавления льда от 0°C до -10°C (0–13.9 мас. % экв. NaCl) (табл. 1). В то же время отметим, что большинство включений имеют минерализацию выше морской воды (3.5 мас. % экв. NaCl).

Небольшое количество включений наиболее вероятно содержит метан (а не иные газы с низкой температурой плавления) что связано с присутствием в карбонатных породах органического углеродистого вещества, захороненного при осадконакоплении. В нескольких включениях была обнаружена жидкая углекислота. Согласно плотности чистых углекислотных включений ($T_{пл} = -56.6^\circ\text{C}$), определенной по температуре гомогенизации углекислоты (от 4°C до 22°C для температуры кристаллизации магнезита по данным гомогенизации ГЖВ 140–400°C) давление флюидной фазы составляет 0.5–1.8 кбар.

Таблица 1. Сводные данные микротермокриометрического изучения флюидных включений

Типы включений	Состав включений	T_h , $^{\circ}\text{C}$ (n)	T_{mi} , $^{\circ}\text{C}$ (n)	T_e , $^{\circ}\text{C}$	Масс. % экв. NaCl	T_{mc} , $^{\circ}\text{C}$ (n)	T_{hc} , $^{\circ}\text{C}$ (n)
Чистые водные и слабоминерализованные водные	$\text{H}_2\text{O} + \text{соль}$	126–402 (89)	0/–10 (26)	–	0–13.9	–	–
Водно-солевые (рассольные)	$\text{H}_2\text{O}-\text{CaCl}_2$ $\text{H}_2\text{O}-\text{MgCl}_2$ $\text{H}_2\text{O}+\text{CaCl}_2+\text{MgCl}_2+$ (KCl, NaCl, NaHCO_3)	150–400 (36)	–10/–28 (12)	–50 –32/–33 –53(–40/–46)	>15	–	–
Водно-углекислые	$\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$	260 (3)	0/–1 (3)	–	0–1	–56.6/–57 (3)	18–22 (3)
Существенно углекислотные	CO_2 (+CH ₄ , N ₂)	–	–	–	–	–56.6/–61.7 (12)	4–28 (12)
Углеводородно-азотные	CH_4-N_2	–	<–150 (4)	–	–	–	–

Примечание. T_h – температура общей гомогенизации включений; T_{mi} – температура конца плавления льда; T_e – температура эвтектики; масс. % экв. NaCl – концентрация солей, выраженная через масс. % NaCl эквивалента; T_{mc} – температура плавления углекислоты; T_{hc} – температура гомогенизации углекислоты; n – количество наблюдений.

При условии, что рассчитанное давление флюида зависело от литостатического давления, глубины образования флюидных включений могли составлять соответственно 2–5 км. Наличие двух температурных максимумов гомогенизации флюидных включений предполагает различные варианты термического воздействия на породы карагайского горизонта. Они могли сформироваться при остывании гидротермальной системы; могут быть результатом двух этапов термального воздействия: сначала рудного гидротермально-метасоматического, затем катагенетического, в связи с региональными процессами преобразования осадочных пород на стадии глубинного катагенеза.

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ КРЕМНЕЗЕМА В САТКИНСКОМ РУДНОМ ПОЛЕ

Новые детальные термометрические данные были получены нами в результате проведения термодриометрии флюидных включений кварца в экзоконтактах магнитовой залежи Карагайского карьера на Саткинском месторождении (рис. 3). Использование кварца в качестве матрицы для изучения флюидных включений привлекательно тем, что в кварце значительно лучше сохраняются первичные включения, по сравнению с карбонатными минералами [31, 40]. Кварц в данном случае корректно использовать еще и потому, что ранее получены доказательства его сингенетичности магнитовому метасоматозу [11]. Физико-химические условия образования магнетита предполагают его стабильность в твердой фазе при высокой concentra-

ции катиона магния в растворе, при высоком давлении CO_2 , а также при повышенной щелочности среды, достигающей $\text{pH} = 9\text{--}10$ [10, 29]. Однако эти условия соответствуют высокой подвижности кремнезема.

Исследование закономерностей распределения кремнезема на Саткинском месторождении показало статистическое понижение концентраций SiO_2 в магнетитах относительно доломитов и предполагает вынос некоторой части кремнезема за пределы залежей [11, 12]. На разных уровнях изучения установлено латеральное и вертикальное перемещение кремнезема около магнетитовых залежей, которое указывает на способность SiO_2 мигрировать при щелочном магнетитовом метасоматозе в доломитовой толще карагайского горизонта верхнесаткинской подсыты. Кварц в магнетите представляет собой продукты растворения раннедиагенетических кремнистых стяжений во вмещающих доломитах. В экзоконтактах магнетитовых залежей наблюдаются скопления аутигенных идиоморфных, пойкилитовых кристаллов кварца (результат метасоматического замещения доломита кварцем в зоне падения щелочности раствора), а также друзовые выделения и секретионные выполения кварцем гнезд, приуроченных к диагенетическим доломитовым брекчиям в непосредственной близости от магнетитовых залежей. Для контактовых зон магнетитовых залежей (как экзо-, так и эндоконтактов) характерно присутствие также и талька. С помощью изотопного кислородного термометра показано, что температуры образования талька в контактах магнетитовых залежей составляли около 200°C , в то время как кварца, на расстоянии 8–10 м от залежей, – около 100°C [17].

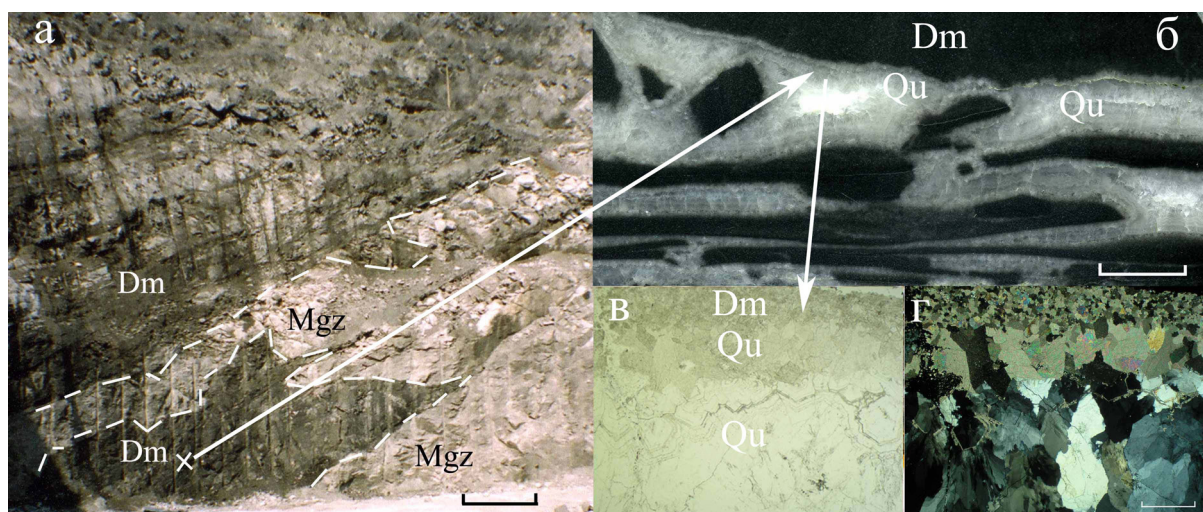


Рис. 3. Место отбора образцов коллапс-брекчий для изучения флюидных включений в южном борту Карагайского карьера (горизонт 135 м).

а – латеральный метасоматический контакт (штриховой маркер) магнетитовой залежи в брекчиевидном доломите, крестом отмечено место отбора образцов (линейка – 5 м); б – коллапс-брекчии с секреторионным тонкослоистым кварцем (линейка – 1 см); в – контакт вмещающего тонкозернистого доломита и тонкослоистого кварца, николи параллельны; г – то же, что и в, николи скрещены (линейка – 1 мм).

Коллапс-брекчии с гнездами вторичного доломита широко развиты в мелкозернистых доломитах в масштабе всего карагайского горизонта (вне зависимости от близости магнезитовых залежей) и имеют все признаки заполнения пустот [12]. Одно из объяснений образования подобных пустот и брекчий является их появление в результате размывания в литифицированной породе гнезд легкорастворимых эвапоритовых минералов (гипс, ангидрит, шортит) на ранней стадии катагенетических преобразований. Сами же эвапоритовые минералы могли формироваться при раннем диагенезе карбонатных отложений в результате аутигенного роста гнезд различной морфологии (прослойки, сферолиты, эллипсоиды, призматические и остроугольные многогранники, специфические шатровые линзы – “типи-структуры”) в слабо литифицированных протодоломитовых (?) илах в специфических условиях эвапоритового бассейна [12]. Весьма сходные текстуры приведены Дэвидом Врайтом и Антониом Кирхэмом при сравнительном описании эвапоритовых отложений Персидского залива и строматолитовых доломитов неоархейской формации Гамохан, Южная Африка [53], а также в ряде других работ современных исследователей эвапоритовых отложений [49]. Заполнение пустот кварцем в латеральной периферии магнезитовых залежей указывает на связь минералообразующих флюидов с процессом метасоматического образования магнезита. Как правило, вблизи магнезитовых залежей в таких гнездах, периферическая часть содержит кварц, а центральная часть выполнена крупнокристаллическим доломитом. Установлено, что этот доломит содержит тонкодисперсную примесь магнезита, и имеет ряд геохимических признаков, определяющих его сходство с магнезитом. Это касается практически одинаковых повышенных отношений вмещающих доломитов концентраций железа в магнезитах из рудных тел и доломитах из гнезд (соответственно 0.1–0.2 и 0.5–1.8% [13]), повышенных значений отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (соответственно 0.70659–0.70825 и 0.7075–0.7213, [18]) и пониженных величин $\delta^{18}\text{O}$ [20].

РЕЗУЛЬТАТЫ ДЕТАЛЬНОГО ТЕРМОКРИОМЕТРИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ОКОЛУРУДНОМ КВАРЦЕ

Три образца кварца из секреторных выделений в доломитовых брекчиях были отобраны в 8–10 м по простиранию от магнезитовой залежи (рудное тело I) в юго-восточном борту Карагайского карьера ОАО “Комбинат Магнезит” (рис. 3). На термокриосталике Linkam THMSC-600 в каждом флюидном включении кварца было выполнено совместное изучение сначала криометрии, затем термометрии. Большинство изученных включений (76 шт.)

признаны первичными или первично-вторичными. При проведении криометрии установлено, что газовая фаза изученных включений представлена преимущественно парами воды. В заметных количествах углекислота, как и метан, не были обнаружены ни криометрическим изучением, ни рамановской спектроскопией. Включения представляют собой флюидные ($\text{H}_2\text{O} + \text{Ж}_{\text{H}_2\text{O}}$) двухфазные вакуоли различной формы: неправильной, округлой и в виде отрицательных кристаллов размером 5–15 мкм (рис. 4а–г). Большинство рассмотренных включений содержат солевой раствор и газовую фазу. Отношение жидкость–газ варьируется от 0.9 до 0.75 редко – до 0.6–0.4 (газовая фаза занимает до 40–60% объема включений). В трех случаях найдены трехфазные, с твердой фазой внутри вакуоли. Твердая фаза предположительно является галитом. Каждое включение было последовательно подвергнуто сначала криометрическому, затем термическому изучению, что впервые позволило провести анализ состава флюида и оценить возможные температуры среды минералообразования. Температура гомогенизации фиксируется при нагреве флюидных включений до исчезновения межфазовых границ. Для флюидных включений с объемом газовой фазы не более 50% гомогенизация идет до полного исчезновения газового пузырька. Если газовая фаза занимает более половины объема включения, то гомогенизация идет до исчезновения жидкости.

Эвтектические температуры в большинстве изученных включений варьируют в интервале значений $-55\ldots-38^\circ\text{C}$, что заметно ниже температуры эвтектики для раствора NaCl в воде (-21.2°C) и соответствует широкому набору солевых водных растворов, включающих как смесь $\text{CaCl}_2\text{--NaCl}$ (-55°C), так и хлорида натрия с участием хлоридов калия и магния [3]. Вероятно, все эти компоненты действительно присутствуют в данных растворах в определенной, нам неизвестной, пропорции. Как правило, в природных водных растворах, в том числе высокоминерализованных рассолах, преобладают катионы натрия и хлора. Это определяется высокими кларками этих элементов в земной коре. Относительно нашего случая, дополнительную информацию могут дать результаты изучения катионного и анионного состава водных вытяжек из синрудного кварца Саткинских месторождений, полученные одним из авторов настоящей статьи с помощью жидкостной хроматографии [47]. В данном методе значение имеют не сами полученные концентрации ионов, зависящие от случайной величины и количества включений, попавших в водную вытяжку при анализе [22, 36], а их относительные значения. Установлено, что преобладающими ионами являются натрий и хлор. Рассчитано, что относительно иона натрия концентрации калия меньше в 7–21, магния – в 6–22, кальция – в 18–19 раз. Тем не менее, присутствие указанных катионов значи-

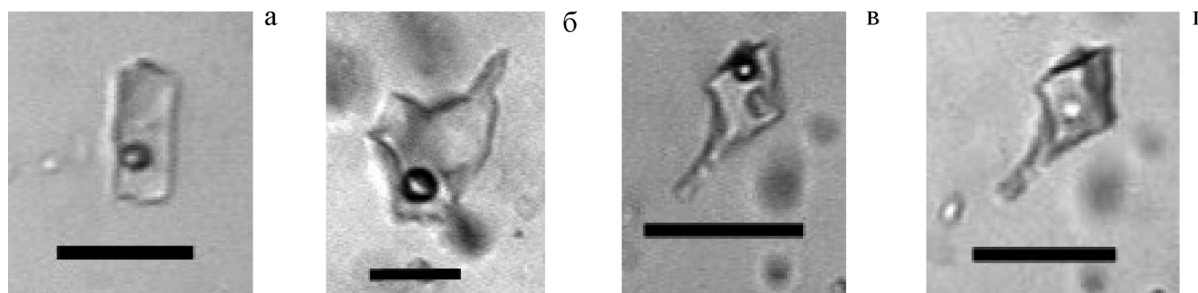


Рис. 4. Типы первичных включений в кварце при температуре +155°C.

а – с отрицательной формой кристаллов кварца (08-3-5а-№2.9); б – с неправильной формой (08-3-5а-№2.10); в – трехфазные, содержащие кубики галита (08-3-5а-№2.17); г – то же включение, что и в (08-3-5а-№2.17), после гомогенизации газовой фазы и оплавлении твердой фазы галита. Линейка – 10 мкм.

Таблица 2. Термо-криометрия двух- и трехфазных флюидных включений в трех образцах синрудного кварца

Кол-во определений	Тип включения	T_h , °C	T_e , °C	T_{mi} , °C	Предполагаемый состав соли	Мас. % CaCl ₂ экв.	Мас. % NaCl экв.	d , г/см ³
К-10-1е								
1	Г-Ж	298.0	-55.7	-25.4	CaCl ₂ + NaCl	31.1	25.8	1.22
4	Г-Ж	168–142	-(52.3–50.4)	-(23.9–22.9)	CaCl ₂ + NaCl	30.2–29.2	24.9–24.3	1.212–1.207
9	Г-Ж	149–84	-(49.8–43.2)	-(25.8–21.9)	CaCl ₂	31.1–28.5	26.1–23.6	1.221–1.205
08-3-5а								
13	Г-Ж	185–132	-(49.6–42.3)	-(27.9–20.2)	CaCl ₂	32.3–27.2	27.4–22.5	1.230–1.195
9	Г-Ж	158–115	-(55.7–52.2)	-(27.3–16.8)	CaCl ₂ + NaCl	31.8–24.1	27.0–20.1	1.228–1.175
3	Г-Тв-Ж	186–178						
08-3-5б								
3	Г-Ж	440–386	-(42.1–38.1)	-(27.3–21.8)	MgCl ₂ + KCl(+CaCl ₂ ?)	31.8–28.3	27.0–23.6	1.228–1.204
4	Г-Ж	235–201	-(42.1–38.3)	-(24.8–23.2)	MgCl ₂ + KCl(+CaCl ₂ ?)	30.7–29.4	25.5–24.5	1.216–1.210
14	Г-Ж	226–139	-(42.9–32.5)	-(9.7–2.9)	MgCl ₂ + KCl(+CaCl ₂ ?)	11.8–6.1	13.6–4.8	1.126–1.048
13	Г-Ж	208–102	-(55.7–47.5)	-(28.1–20.5)	CaCl ₂ + NaCl	31.1–27.4	27.5–22.7	1.228–1.196

Примечание. Типы включений: Г-Ж – газовой-жидкие, Г-Тв-Ж – трехфазные (газ, твердое, жидкость); T_h – температура полной гомогенизации; T_e – температура эвтектики; T_{mi} – температура конца плавления льда; мас. % экв. CaCl₂ – солёность, выраженная через масс. % CaCl₂ эквивалента; мас. % экв. NaCl – солёность, выраженная через масс. % NaCl эквивалента; d – плотность раствора, г/см³.

тельное, по сравнению, к примеру, с литием, концентрации которого меньше натрия в 334–346 раз.

Для подавляющего большинства включений установлена солёность 28–31 мас. % CaCl₂, лишь 11 включений (с признаками вторичной природы) имеют минерализацию на уровне 5–11 мас. % CaCl₂ (табл. 2). Для сравнения всех изученных включений, имеющих сложный и неодинаковый солевой состав, мы провели пересчет солёности в мас. % NaCl экв. [35] (табл. 2). Преобладающие температуры гомогенизации включений располагаются в интервале 100–235°C, (медианное значение 149°C), в образце К-10-1е наряду с ними обнаружено включение с температурой гомогенизации 298°C, в другом (08-3-05b) – 3 включения 386–440°C. Совместные данные по солёности (принято в мас. % NaCl экв.) и температуры гомогенизации флюидных включений позволили показать, что минерализация флюидов при формировании синрудного кварца существенно не менялась в диапазоне температур от 440

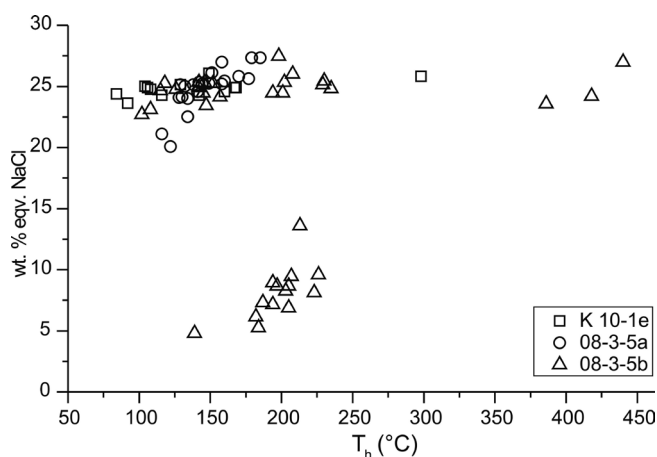


Рис. 5. Температура гомогенизации (T_h , °C) и солёность (мас. % NaCl экв) в газовой-жидких включениях кварца из трех образцов в экзоконтакте магнетитовой залежи (Карагайский карьер, Саткинское рудное поле).

до 85°C (рис. 5) и составила для первичных включений 20.1–27.5 мас. % NaCl экв. Для образца, имеющего высокотемпературные включения, по температурам эвтектики предполагается присутствие $MgCl_2$ и KCl. Это значит, что первоначально рассол имел высокую температуру и содержал хлориды магния и калия.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Высоко-рассольная природа флюида большинства включений в кварце так же, как и в магнезитах и доломитах из ранее изученных образцов Саткинских месторождений представляет собой достаточно необычное, редкое явление и требует дополнительных доказательств. Преобладающий размер включений в текущем исследовании – 5–15 мкм. Поэтому мы использовали возможность применения КР-спектроскопии для оценки состава газовой фазы и степени солёности жидкой фазы флюидных включений. Исследованию были подвергнуты флюидные включения в кварце, расположение и форма включений даны на фото около самих спектров (рис. 6). В газовой фазе иных компонентов, кроме водного пара, не зарегистрировано. Все полученные спектры имеют один пик в области $\sim 3500\text{ см}^{-1}$. Относительная интенсивность спектра определяется размером включений, а также точно-

стью фокусировки на включении. Вода имеет ряд пиков в интервале $2700\text{--}4000\text{ см}^{-1}$ [37]. Согласно [52], наличие солевых растворов в жидкой фазе даёт изменение спектра воды. Как показано на рис. 7, спектр чистой воды демонстрирует два пика – в области ~ 3220 и $\sim 3450\text{ см}^{-1}$. Кроме основного пика воды $\sim 3500\text{ см}^{-1}$ в слабо концентрированных хлоридных растворах дополнительный пик возникает на примерно 3200 см^{-1} (рис. 7). Симметричность и острота пиков флюида из исследованного образца 08-3-05b указывают на то, что это хлоридный рассол [52], поскольку для слабосоленой и тем более чистой воды характерна интегральная картина с двумя пиками.

Солёность метаморфических флюидов изменяется в широком диапазоне от первых % NaCl -эквивалента в пелитовых сланцах и гнейсах до 25% и выше в известковых породах или эвапоритах. Особым случаем изменения составов включений (обычно водных), является катионный обмен с минералом-хозяином, в структуру которого может входить элемент, содержащийся во флюиде. Об этом свидетельствуют результаты, полученные при изучении включений, захваченных одновременно кальцитом и кварцем [38]. Во включениях в кальците отмечены высокие концентрации растворённого Ca, тогда как водные рассолы из включений в кварце содержат незначительные количе-

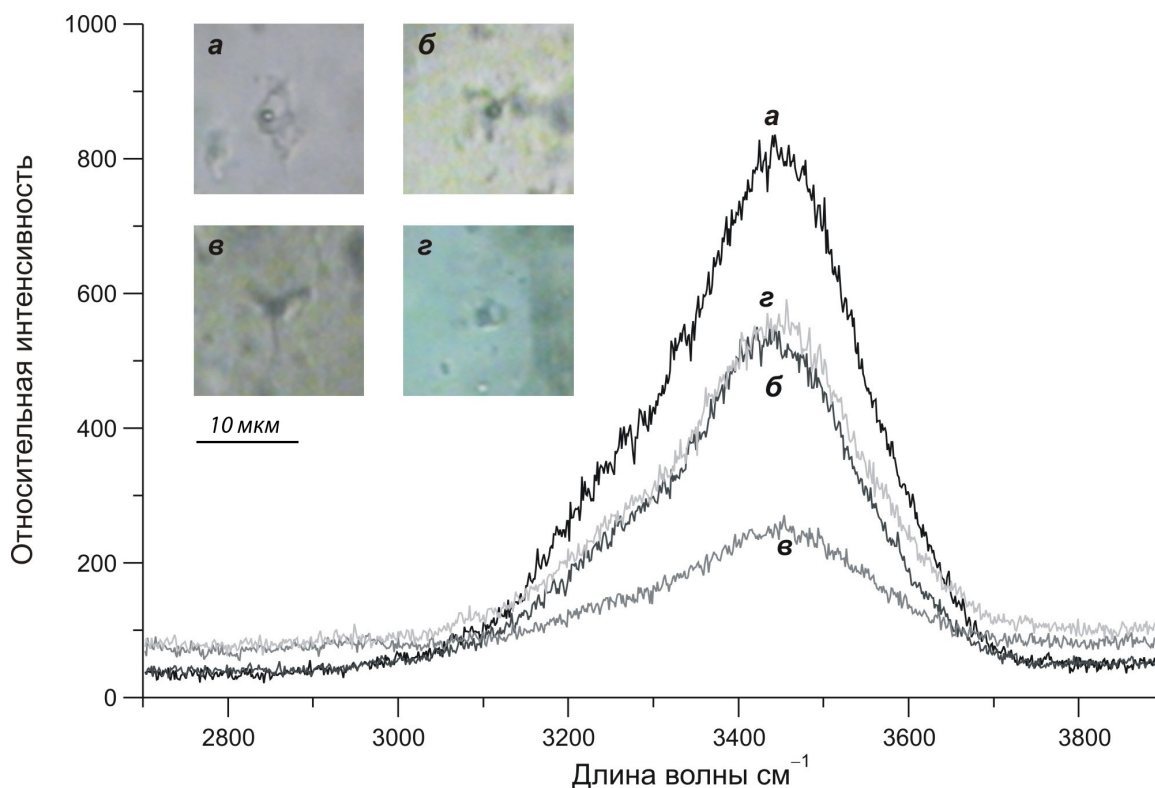


Рис. 6. Рамановские спектры колебания ОН группировок (в см^{-1}) флюидных включений в синрудном кварце.

Образец 08-3-05b, фото включений а–г размещены слева от спектров; различия в относительной интенсивности определяются точностью фокусировки и размером включения.

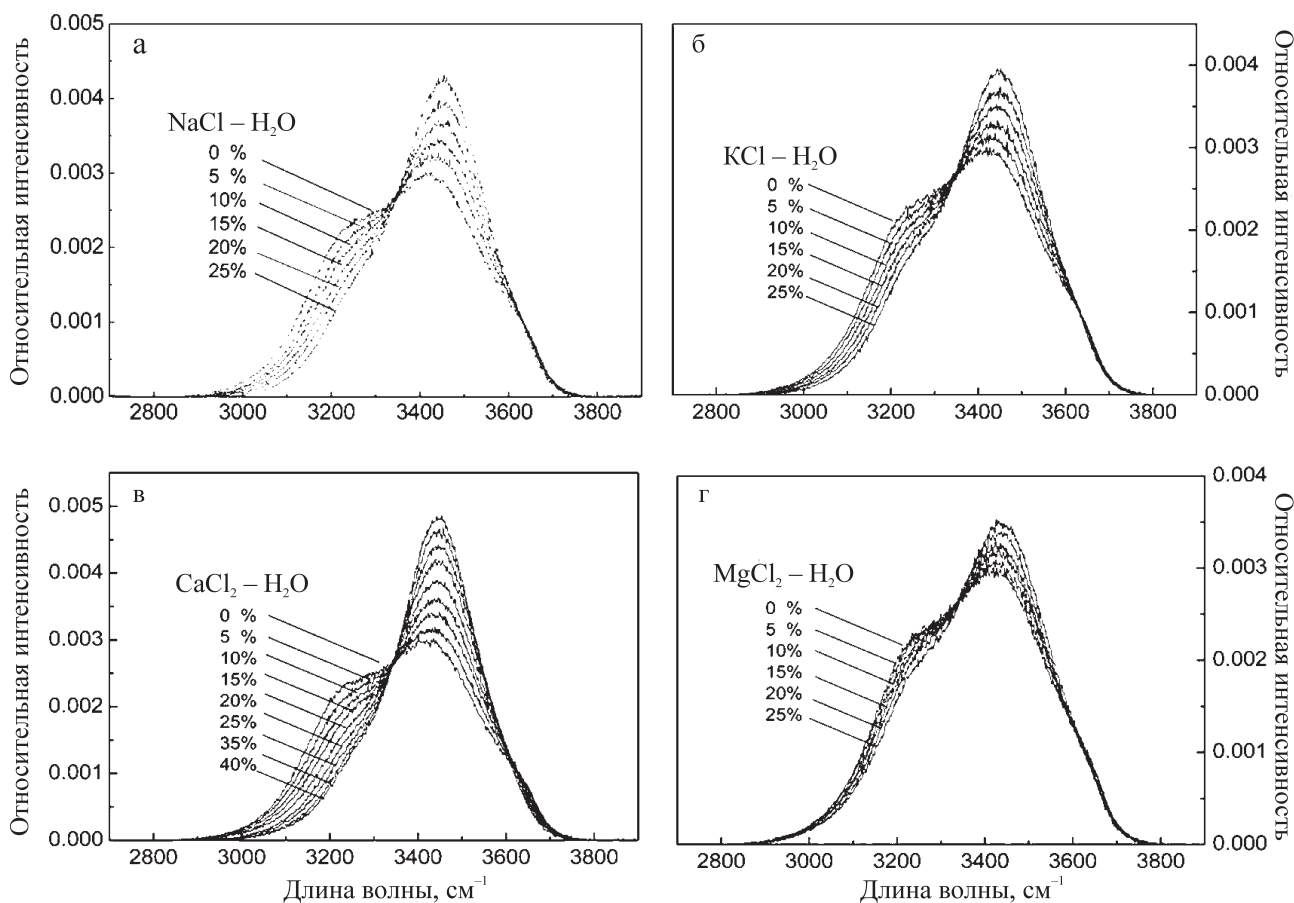


Рис. 7. Рамановские спектры колебания ОН группировок (кислород-водородных связей) флюидных включений.

а – система $\text{NaCl-H}_2\text{O}$, б – $\text{KCl-H}_2\text{O}$, в – $\text{CaCl}_2\text{-H}_2\text{O}$ и г – $\text{MgCl}_2\text{-H}_2\text{O}$ различной солёности (масс. %) с нормализованной интенсивностью (по [52]).

ства Са. Так как указанные авторы считали, по другим признакам, что захват флюида одинакового состава происходил одновременно в обоих минералах, наблюдаемое различие они отнесли к последующему изменению состава флюида в химически неинертном по отношению к флюиду кальците. Этот и подобные примеры говорят о необходимости осторожной оценки состава растворенных солей во флюидных включениях в том случае, когда минерал-хозяин содержит ионы, которые легко могут обмениваться с растворами.

Поскольку исследованию подвергнут кварц из экзоконтакта магнезитовой залежи (метасоматическая зона выноса кремнезема при магнезитовом метасоматозе), то логично предположить, что в этой зоне включения должны содержать остаточный флюид, из которого основная часть магния уже сброшена в высокощелочной области образования магнезита. Поэтому преобладание CaCl_2 в составе рассола вполне закономерно. Полученные новые данные по гомогенизации флюидных включений подтверждают и уточняют наши первые данные по термокриометрии ГЖВ из кварца и магнезита [19], также показавшие как рассольную природу вклю-

чений, так и наличие двух температурных максимумов: преобладающий с медианой 150°C и менее проявленный – около 300°C .

Расчет температур образования магнезита Саткинских месторождений по изотопному составу кислорода дал значения $160\text{--}175^\circ\text{C}$ [20]. Оценка температур образования магнезитов и вмещающих карбонатов по химическим геотермометрам на основе измерений состава флюидных включений на хроматографе (Dionex 1050, Леобен, Австрия) на базе отношений Na/K и Na/Li по методике [42] подтверждают низкотемпературные параметры магнезиального метасоматоза в интервале $110\text{--}170^\circ\text{C}$ [48].

Полученные результаты, по высокой солёности и относительно низкой температуре гомогенизации флюидных включений, хорошо вписываются в концепцию магнезитового метасоматоза в результате рифтогенного подогрева высокомагнезиальных эвапоритовых рассолов, захороненных в отложениях нижнего рифея [12]. Относительно механизма образования магнезита в настоящее время получено существенное уточнение. Термодинамическое численное моделирование методом проточно-го ступенчатого реактора взаимодействия протоли-

та (саткинский доломит) с флюидом (эвапоритовый рассол начала галитовой стадии) показало, что образование магнезита на Саткинских месторождениях происходит только при нагреве рассола в результате его пересыщения и смещения равновесия доломит–магнезит в сторону магнезита [14]. Это соответствует внедрению относительно холодного захороненного рассола в проницаемую нагретую толщу доломитовых коллапс-брекчий на этапе рифтогенной активизации (машакское событие).

Возможность существования эвапоритовых бассейнов ранне- и среднерифейского возраста на территории Башкирского мегантиклинория и для разновозрастных отложений востока Русской платформы подтверждается не только составом флюидных включений в магнезитах и околорудных породах. Наряду с присутствием коллапс-брекчий, нами были обнаружены такие признаки эвапоритовых обстановок, как горизонты с высокомагнезиальным хлоритом и аутигенным микроклином [13, 15] и изотопно тяжелый состав пиритной серы [28]. Известно, что эвапоритовые рассолы являются крупнейшим в стратифере вмещателем магния, вследствие преобладающего выпадения минералов кальция (кальцит, доломит, гипс) на ранних стадиях эвапоритового сгущения рассолов [45]. Эти данные позволили нам предположить модель катагенетического гравитационно-рассольного низкотемпературного метасоматического формирования магнезитовых месторождений Южно-Уральской провинции. Определенную аналогию разрабатываемая модель имеет с предложенным механизмом образования кристаллических магнезитов Восточных Альп и Западных Карпат. Метасоматическая перекристаллизация вмещающих известняковых палеозойских толщ на стадии рифтогенного разуплотнения земной коры в начале альпийского геотектонического цикла произошла при погружении в них эвапоритовых высокомагнезиальных рассолов пермо-триасового осадочного бассейна [47, 50, 51].

Время формирования карбонатных пород саткинской свиты ограничено Pb-Pb возрастом известняков казымовской пачки, венчающей отложения свиты (1550 ± 30 млн. лет, [26]). Магнезито-содержащая саткинская свита перекрывается мощной (около 1500 м) бакальской свитой, Pb-Pb возраст известняков которой равен 1430 ± 30 млн. лет [25]. После накопления бакальских отложений последовал крупный перерыв в осадконакоплении, связанный с образованием рифтогенной структуры Машакского грабена восточнее Саткинского рудного поля. Рифтогенное событие сопровождалось разуплотнением земной коры, региональным развитием диабазовой формации, внедрением гранитоидов и базитов, в том числе Бердяушского плутона гранитов рапакиви в северной периферии Саткинского рудного поля. Изохронный U-Pb возраст цирконов из нефелиновых сиенитов Бердяушского массива,

прорывающего магнезитовые залежи в пределах Саткинского района, равен 1368 ± 6 млн. лет [32], а габброидов из этого же массива – 1389 ± 28 млн. лет [33]. Сходный возраст получен для крупного базитового тела, так называемой Главной дайки, прорывающей отложения бакальской свиты в районе Бакальских сидеритовых месторождений – 1385.3 ± 1.4 млн. лет [39].

Возраст магнезитов, полученный изохронным Pb-Pb методом, составляет 1370 ± 80 млн. лет при СКВО = 23, а на графике с конкордией (U-Pb метод) верхнее пересечение полученной дискордии с конкордией соответствует возрасту 1380 ± 14 млн. лет (СКВО = 1.6 [30]). Геологические данные указывают, что образование магнезитов произошло до внедрения магматических образований, связанных с рифтогенной активностью в регионе в начале среднего рифея [2, 22]. Об этом свидетельствуют контактовый метаморфизм магнезитов, прорываемых гранитами рапакиви Бердяушского массива в Ельничном месторождении на северо-западе Саткинского рудного поля, бруситизация магнезитовых залежей в контакте с крупными базитовыми дайками на Паленихинском месторождении. Следует отметить, что в большинстве случаев контакты магнезитов с диабазовыми дайками, имеющими, несомненно, послерудный возраст, и связанными с Машакским рифтогенным событием, являются “холодными”, то есть оказывающими микроскопические контактовые воздействия на магнезит (серпентинизация, хлоритизация, доломитизация в узкой зоне не более 1–3 см). Рудовмещающая карагайская и вышележащая казымовская пачки саткинской свиты, имеющие мощность до 700–800 м, перекрываются бакальской свитой мощностью около 1500 м, затем следует региональный перерыв в осадконакоплении, связанный с рифтогенным подъемом территории и накоплением вулканогенно-осадочной машакской свиты в грабене восточнее Саткинского рудного поля. Таким образом, мощность вышележащих отложений к моменту образования магнезитов не превышала 2 км, а время их пребывания в зоне эпигенеза до образования магнезита не превышало 170 млн. лет. Разнообразные температуры гомогенизации флюидных включений, полученные в настоящем исследовании, не соответствуют температурам нагрева вмещающих пород в результате погружения на глубины 1.5–2.0 км, и, вероятно, отражают дополнительный нагрев флюидов от источника, которым вполне могут быть проявления рифтогенной активности в районе.

Повышенные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в рудных магнезитах (в среднем 0.7163) и генерациях крупнозернистых доломитов (в среднем 0.7126) по сравнению с исходными карбонатными осадками саткинской свиты (в среднем 0.7048), также предполагают поступление дополнительного количества флюида из-за пределов карбонатного резервуара, вме-

Таблица 3. Некоторые данные по солености флюидных включений в минералах месторождений кристаллического магнезита Центральной Европы

Месторождение	Минерал	Соленость, масс. % экв. NaCl	Кол-во	Th, °C	Источник
Кошице-Медведия (Словакия)	магнезит	13.6–39.8	9	164–298	[50]
—"	—"	0.8–21.9	4	289–343	—"
Гемерска Полома (Словакия)	—"	23.6–24.6	6	216–284	—"
—"	—"	2.2–8.8	2	235–260	—"
—"	кварц	23.8–35.2	12	248–279	—"
—"	—"	9.9–22.1	6	170–222	—"
Хнушта-Мутник (Словакия)	магнезит	28.8–31.8	5	299–348	[44]
Микова-Йедловец (Словакия)	—"	23.3–24.4	14	195–248	—"
—"	—"	2.6–8.3	6	132–249	—"
Рубиан (СВ Испания)	—"	22.8–29.5 экв. NaCl+CaCl ₂	38	150–180	[43]

Примечание. Th – температура полной гомогенизации;

щающего рудные тела [18, 24, 26]. Подобная зависимость увеличения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ при переходе от вмещающих карбонатных пород к рудным генерациям магнезита была обнаружена на месторождениях в палеозойских толщах Европы [43, 50]. Этот вывод не позволяет нам предполагать, что рассолы, участвовавшие в образовании магнезита, были захоронены в карбонатном резервуаре карагайского горизонта. Высокая соленость водных флюидов (в том числе во включениях) могла контролироваться вмещающими минеральными ассоциациями первично морских карбонатных осадков свиты. Можно предполагать, что эвапоритовые рассолы в карагайском горизонте не сформировались на месте, а пришли из какой-то другой проксимальной зоны эвапоритового бассейна в эту дистальную периферическую его часть, поскольку она характеризовалась повышенной проницаемостью.

Рассольная природа флюидных включений подтверждена для ряда месторождений кристаллического магнезита различных провинций (табл. 3). В словацких месторождениях Кошице-Медведия (Западные Карпаты) и в магнезитах, и в сингенетичном кварце соленость достигает 39.8–41.9 мас. % экв. NaCl [50]. Аналогичные высокие значения солености (до 24.6–35.2 мас. % экв. NaCl) получены для флюидных включений в магнезитах и кварце для месторождения Гемерска Полома в этой же провинции [51]. Для тальк-магнезитового месторождения Хнушта-Мутник (Словакия) также установлена соленость флюидных включений в магнезите на уровне 28.8–31.8 мас. % экв. NaCl при температуре гомогенизации 300–350°C. В магнезитовом месторождении Микова-Йедловец из этой же провинции соленость включений в магнезите составила до 23.3–24.4 мас. % экв. NaCl при температурах гомогенизации 200–250°C [44]. В магнезитовом месторождении Рубиан (СВ Испания) преобладающая соленость флюидных включений в магнезитах варьирует в пределах 22.8–29.5 мас. % экв. NaCl + CaCl₂ при доминирующих температурах гомогенизации в интервале 150–180°C [43]. В ука-

занных месторождениях наряду с галитом присутствуют хлориды магния. Вместе с данными по изучению Cl-Br-Na систематики, показавшими эвапоритовую природу флюидов, это свидетельствует об участии эвапоритовых рассолов в магнезитовом метасоматозе. Предполагается, что кристаллизация магнезита проходила при внедрении в карбонатные толщи палеозоя высокомагнезиальных подогретых эвапоритовых рассолов на рифтогенном этапе разуплотнения коры в начале альпийского тектоноцикла.

ВЫВОДЫ

Таким образом, для Саткинских месторождений кристаллического магнезита показано, что образование рудных залежей проходило с участием высокомагнезиальных рассолов эвапоритовой природы. Аналогичный вывод получен в последнее время для ряда магнезитовых провинций Центральной Европы (Западные Карпаты, Восточные Альпы, Пиренеи). Общими условиями для образования месторождений является наличие высокоминерализованных флюидов вероятно с высокими концентрациями магния, гидротермальный (низко-среднетемпературный) режим, возможность флюидной миграции в условиях повышенной проницаемости вмещающих карбонатных толщ. Наиболее возможной обстановкой для создания таких условий является рифтогенная активизация ранее сформированных осадочных бассейнов, содержащих мощные карбонатные толщи. Источником магния могут быть подогретые в условиях рифтогенеза рассолы (в том числе эвапоритовые), содержащие высокие концентрации магния. Такие рассолы еще не испытали интенсивного взаимодействия с вмещающими породами, не использовали магний для доломитизации карбонатных толщ и лишь незначительно обогатились сидерофильными и халькофильными компонентами в результате обменных реакций с алюмосиликокластическими породами бассейна породообразования.

Исследования выполнены при поддержке грантов РФФИ 06-05-64592а, 09-05-00964а и 12-05-00977а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анфимов Л.В. Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория (Ю. Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 288 с.
2. Анфимов Л.В., Бусыгин Б.Д., Демина Л.Е. Саткинское месторождение магнетитов на Южном Урале. М.: Наука, 1983. 86 с.
3. Борисенко А.С. Изучение солевого состава растворов газовой-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16–27.
4. Бояркин А.П. Термобарогеохимические исследования минерального состава руд и вмещающих пород сидеритовых и магнетитовых месторождений Башкирского мегантиклинория (Южный Урал) // Литология и полез. ископаемые. 1981. № 6. С. 118–122.
5. Бояркин А.П., Хайретдинов И.А. О температурах гомогенизации газовой-жидких включений в магнетитах месторождения Сатка // Вопросы минералогии и геохимии руд и горных пород Южного Урала. Уфа: ИГ БФАН СССР, 1976. С. 74–77.
6. Валяшко М.Г., Мандрыкина Т.В. Бром в соляных месторождениях как генетический и поисковый признак // Труды ВНИИГ. Вып. 23. 1952. С. 54–93.
7. Генетические типы, закономерности размещения и прогноз месторождений брусита и магнетита / П.П. Смолин, А.И. Шевелев, Л.П. Урасина и др. М.: Наука, 1984. 317 с.
8. Главнейшие магнетитовые месторождения / Л.П. Урасина, Т.А. Другалева, П.П. Смолин. М.: Наука, 1993. 157 с.
9. Горюновский И.Т., Назаренко Ю.П., Некряч Е.Ф. Краткий справочник по химии. Киев: Наукова Думка, 1987. 828 с.
10. Казаков А.В., Тихомирова М.М., Плотникова В.И. Система карбонатных равновесий (доломит, магнетит) // Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Вып. 152. 1957. Геол. Сер. (№ 64). С. 13–58.
11. Крупенин М.Т. Поведение кремнезема при щелочном метасоматозе в магнетитах и доломитах саткинской свиты // Уральская минералогическая школа-2006. Екатеринбург: УГГГУ, 2006. С. 69–77.
12. Крупенин М.Т. Модель метасоматического магнетитообразования в Саткинском рудном поле в связи с рифтогенным подогревом высокомагнетитовых эвапоритовых рассолов // Ежегодник-2009. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 157. 2010. С. 224–228.
13. Крупенин М.Т., Воронина Л.К., Хиллер В.В., и др. Метасоматическая инфильтрационно-рассольная модель образования кристаллических магнетитов (Саткинское месторождение, Южно-Уральская провинция) // Концептуальные проблемы литологических исследований в России: мат-лы 6-го Всерос. литол. совещ. Т. I. Казань: КГУ, 2011. С. 442–445.
14. Крупенин М.Т., Кольцов А.Б. Минералого-геохимические и физико-химические признаки метасоматической зональности на Саткинском месторождении кристаллических магнетитов // Современные проблемы магматизма и метаморфизма: мат-лы междунар. науч. конф., посвященной 150-летию со дня рождения Ф.Ю. Левинсона-Лессинга. СПб: СПбГУ, 2012. С. 315–317.
15. Крупенин М.Т., Котляров В.А., Гуляева Т.Я. и др. Магнетитовый хлорит в терригенно-карбонатных отложениях авзянской свиты (западный склон Южного Урала) – следствие среднерифейской эвапоритовой седиментации? // Вестник Уральского отделения РМО. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 43–58.
16. Крупенин М.Т., Котляров В.А., Кузнецов А.Б. Связь эпигенетического магнетитового оруденения Южно-Уральской провинции с эвапоритовой природой рифейских отложений // Рудогенез: мат-лы междунар. конф. Миасс: ИМин УрО РАН, 2008. С. 158–163.
17. Крупенин М.Т., Крылов Д.П., Кузнецов А.Б. Изотопный состав кислорода и водорода как индикатор условий образования талька и кварца при магнетитовом метасоматозе // Вестник Уральского отделения РМО. № 9. Екатеринбург: ИИГ УрО РАН, 2012. С. 75–83.
18. Крупенин М.Т., Кузнецов А.Б. Sr-изотопная характеристика магнетитов и вмещающих карбонатных пород, нижний рифей, Южно-Уральская провинция // Литосфера. 2009. № 5. С. 56–71.
19. Крупенин М.Т., Кузнецов А.Б., Балтыбаев Ш.К. Газово-жидкие включения в кристаллических магнетитах и вмещающих брекчиевидных доломитах Саткинского рудного поля // Геология, полезные ископаемые и проблемы палеоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: мат-лы 7-й Межрегиональной науч.-практ. конф. Уфа: Дизайн-ПолиграфСервис, 2008. С. 190–192.
20. Крупенин М.Т., Кузнецов А.Б., Крылов Д.П., Маслов А.В. Стабильные изотопы углерода и кислорода как индикаторы магнетитового метасоматоза в отложениях нижнего рифея Южного Урала // Докл. АН. 2011. Т. 439, № 5. С. 660–664.
21. Крупенин М.Т., Леонова Л.В., Гуляева Т.Я., Петрищева В.Г. Псевдоморфозы по гипсу в доломитах саткинской свиты // Уральская Минералогическая школа-2010. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. С. 98–99.
22. Крупенин М.Т., Прохаска В. Эвапоритовая природа флюидных включений в кристаллических магнетитах саткинского типа // Докл. АН. 2005. Т. 403, № 5. С. 661–663.
23. Крупенин М.Т., Прохаска В., Маслов А.В. Cl-Br-Na систематика флюидных включений в магнетитах Южно-Уральской провинции // Докл. АН. 2009. Т. 426, № 3. С. 351–354.
24. Кузнецов А.Б., Крупенин М.Т., Горохов И.М. и др. Изотопный состав Sr в нижнерифейских карбонатных породах магнетитсодержащей саткинской свиты, Южный Урал // Докл. АН. 2007. Т. 414, № 2. С. 233–238.
25. Кузнецов А.Б., Крупенин М.Т., Овчинникова Г.В. и др. Формирование и преобразование карбонатных пород и сидеритовых руд бакальской свиты нижнего рифея (Южный Урал): Sr-изотопная характеристика и Pb-Pb возраст // Литология и полез. ископаемые. 2005. № 3. С. 227–249.
26. Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Семихатов М.А., и др. Sr изотопная характеристика и Pb-Pb возраст карбонатных пород саткинской свиты, нижнерифейская бурзянская серия Южного Урала // Стратигра-

- фия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16, № 2. С. 16–34.
27. Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В. Рифей Западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минерогения, геологические памятники природы). Т. 1. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. 351 с.
 28. Мичурин С.В., Ковалев С.Г., Горожанин В.М. Генезис сульфатов и сульфидов в нижнерифейских отложениях Камско-Бельского авлакогена и Башкирского мегантиклинория. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2009. 192 с.
 29. Нечипоренко Г.О., Бондаренко Г.П. Условия образования морских карбонатов (по экспериментальным данным). М.: Наука, 1988. 136 с.
 30. Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Горохов И.М. и др. U-Pb систематика рифейских магнетитов саткинской свиты, Южный Урал // V Российская конференция по изотопной геохронологии. Геохронометрические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов. М.: ИГЕМ РАН, 2012. С. 262–265.
 31. Реддер Э. Флюидные включения в минералах. Т. 1. М.: Мир, 1987. 560 с.
 32. Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Матуков Д.Н. и др. "In-situ" U-Pb SHRIMP датирование цирконов нефелиновых сиенитов Бердяшского массива (Южный Урал) // Литосфера. 2005. № 1. С. 135–142.
 33. Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Матуков Д.Н. и др. Граница среднего и нижнего рифея на Южном Урале: новые изотопные U-Pb SHRIMP ограничения // Докл. АН. 2007. Т. 415, № 3. С. 370–376.
 34. Шмулович К.И. Двуокись углерода в высокотемпературных процессах минералообразования. М.: Наука, 1988. 184 с.
 35. Bodnar R.J. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O–NaCl solutions // Geochim. Cosmochim. Acta. 1993. № 57. С. 683–684.
 36. Bottrell, S.H., Yardley, B.W.D., Buckley F. A modified crush-leach method for the analysis of fluid inclusion electrolytes // Bull. Minéral. 1988. № 111. P. 279–290.
 37. Burke E.A.J. Raman microspectrometry of fluid inclusions // Lithos 2001. V. 55. P. 139–158.
 38. Crawford, M.L., Hollister, L.S. Metamorphic fluids: the evidence from fluid inclusions // Fluid rock interaction during metamorphism / J.V. Walther, B.J. Wood (Eds.). Physical Geochemistry. Springer, Berlin. 1986. V. 5. P. 1–35.
 39. Ernst R.E., Pease V., Puchkov V.N. et al. Geochemical Characterization of Precambrian magmatic suites of the south-eastern margin of the East European Craton, Southern Urals, Russia // Геологический сборник № 5 / ИГ УНЦ РАН. Уфа: ДизайнПолиграфСервис. 2006. С. 119–161.
 40. Goldstein R.H., Reynolds T.J. Systematic of fluid inclusions in diagenetic minerals // SEPM short course. 1988. V. 31. 195 p.
 41. Kerkhof A., Thiery R. Carbonic inclusions // Lithos. 2001. V. 55. P. 49–68.
 42. Kharaka, Y.F., Mariner, R.H. Chemical geothermometers and their application to formation waters from sedimentary basins // Thermal History of Sedimentary Basins / N.D. Naester, T.H. McCulloch (Eds.). New York: Springer, 1989. P. 99–117.
 43. Kiliyas S.P., Pozo M., Bustillo M. et al. Origin of the Rubian carbonate-hosted magnesite deposit, Galicia, NW Spain: mineralogical, REE, fluid inclusion and isotope evidence // Mineral. Depos. 2006. V. 41, № 7. P. 713–733.
 44. Koderá P., Radvanec M. Comparative mineralogical and fluid inclusion study of the Hnusta-Mutník talc-magnesite deposit (Western Carpatian, Slovakia) // IGCP 443 Newsletter № 2–2002. Spec. Is. Boletim Paranaense de Geociencias. Curitiba, Brasil. 2002. № 50. P. 131–150.
 45. McCaffrey M.A., Lazar B., Holland H.D. The evaporation path of seawater and the coprecipitation of Br⁻ and K⁺ with halite // J. Sediment. Petrol. 1987. V. 57, № 5. P. 928–937.
 46. Phil W, Siegl W. Sediment-hosted magnesite deposits // Handbook of Stratabound and Stratiform deposits / K.H. Wolf (ed.): Amsterdam: Elsevier, 1986. № 14. P. 223–310.
 47. Prochaska W. Magnesite and talc deposits in Austria // Mineralia Slovaca. 2000. V. 32. P. 543–548.
 48. Prochaska W., Krupenin M.T., Evidence of Inclusion Fluid Chemistry for the Formation of Magnesite and Siderite Deposits in the Southern Urals // Mineralogy and Petrology 2013. V. 107, № 1. P. 53–65.
 49. Quaternary carbonate and evaporite sedimentary facies and their ancient analogues: A Tribute to Douglas James Shearman / C.G. St C. Kendall and A. Alsharhan eds. International Association of Sedimentologists' Special Publication 43. Wiley-Blackwell. 2010. 496 p.
 50. Radvanec M., Koderá P., Prochaska W. Mineralogy, fluid inclusion and C, O, Sr isotope study of the Koshice-Medvedia magnesite deposit, Western Carpatian, Slovakia // Acta Petrologica Sinica. 2004. V. 20, № 4. P. 855–876.
 51. Radvanec M., Koderá P., Prochaska W. Mg replacement at the Gemerska Poloma talc-magnesite deposit, Western Carpatian, Slovakia // Acta Petrologica Sinica. 2004. V. 20, № 4. P. 773–790.
 52. Sun Q., Zhao L., Li N., Liu J. Raman spectroscopic study for the determination of Cl⁻ concentration (molarity scale) in aqueous solutions: Application to fluid inclusions // Chemical Geology. 2010. V. 272. P. 55–61.
 53. Wright D.T., Kirkham A. The role of bacterial sulphate reduction in carbonate replacement of vanished evaporites: examples from the Holocene, Jurassic and Neoproterozoic // Quaternary carbonate and evaporite sedimentary facies and their ancient analogues: A Tribute to Douglas James Shearman / C. G. St C. Kendall and A. Alsharhan (Eds.). International Association of Sedimentologists' Special Publication. 2010. V. 43. P. 299–314.

Рецензент Н.В. Сокерина

Fluid regime of magnesite metasomatoses at the Satka deposits of the South-Urals province (thermo-cryometry of fluid inclusions)

M. T. Krupenin*, A. A. Garaeva*, Yu. I. Klukin*, S. K. Baltybaev, A. B. Kuznetsov****

**Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS*

***Institute of Geology and Geochronology of Precambrian of RAS*

The salinity and temperatures of homogenization of two-phase (gas–liquid) fluid inclusions in magnesite, dolomite and ore-synchronous quartz of the Satka sparry magnesites deposits are studied in details for the first time. It is established, that fluid inclusions in magnesites, host dolomite and ore-synchronous quartz have similar values of the homogenization temperature in intervals 100–200°C and 300–400°C. High salinity of a liquid phase of the fluid inclusions, corresponding to bitter brines was installed. For the first time in individual inclusions of ore-synchronous quartz the degree of a mineralization and temperature of homogenization is studied simultaneously. It is shown, that the mineralization is caused by presence of several salts, including chlorides of sodium, calcium, magnesium and potassium, varies in interval of 28–31 wt. % CaCl_2 eqv. (20.1–27.5 wt. % NaCl eqv.). This salinity is kept for primary inclusions in whole interval of homogenization temperatures from 440 up to 85°C. Obtained data are coordinated with model of sparry magnesites development from evaporate brines at hydrothermal metasomatoses of host dolomites as a result of heating during the stage of Middle Riphean riftogenesis (Mashak event).

Key words: *fluid inclusions, thermocryometry, quartz, sparry magnesite, dolomite, metasomatoses, Riphean, Southern Urals Mountains.*